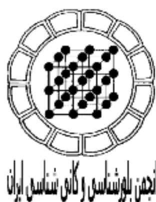
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و نهم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۰، از صفحهٔ ۳۲۹ تا ۳۴۴



سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس، شمال غرب ایران

سحر پاشاپور، معصومه آهنگری*، منیژه اسدپور

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۹۹/۳/۳۱، نسخه نهایی: ۹۹/۶/۲۲)

چکیده: آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس به صورت دو توده به نسبت کوچک پیرامون روستاهای آباتی و اوربان رخنمون دارند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی و مجموعه کانی‌های موجود در این سنگ‌ها، نمونه‌های آباتی بیشتر از نوع اپیدوت آمفیبولیت و نمونه‌های اوربان از نوع آمفیبولیت هستند. کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه در برخی از آمفیبولیت‌های اوربان دیده می‌شود. مجموعه کانی‌شناسی (هورنبلند و پلاژیوکلاز فراوان و کوارتز کم) و نتایج شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌ها بیانگر خاستگاه آذرین با ترکیب بازالتی و سری ماگمایی آهکی قلیایی تا تولئیتی برای این سنگ‌هاست. ماگمای بوجود آورنده این سنگ‌ها اولیه نبوده و طی صعود و جایگیری دچار تبلور جدایشی و آلایش پوسته‌ای شده است. بر پایه نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی و نتایج برآمده از نمودارهای چند عنصری (غنی‌شدگی عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) در مقایسه با عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و ناهنجاری منفی Nb و Zr)، محیط تشکیل ماگمای بوجود آورنده این سنگ‌ها در ارتباط با فرورانش بوده است.

واژه‌های کلیدی: *آمفیبولیت؛ زمین شیمی سنگ کل؛ محیط زمین ساختی؛ فرورانش؛ سلماس.*

مقدمه

آمفیبولیت سنگ مافیکی بوده که در اصل از آمفیبول (بیش از ۴۰ درصد حجمی) و پلاژیوکلاز تشکیل شده است. آمفیبولیت‌ها را می‌توان بر اساس ترکیب سنگ مادر به دو گروه ارتوآمفیبولیت‌ها و پاراآمفیبولیت‌ها تقسیم کرد. سنگ مادر پاراآمفیبولیت‌ها از سنگ‌های رسوبی است. سنگ مادر ارتوآمفیبولیت‌ها سنگ‌های آذرین مافیک، بیشتر بازالت‌ها و به مقدار کمتر گابروها هستند [۱]. بررسی آمفیبولیت‌ها بویژه آمفیبولیت‌هایی با سنگ مادر آذرین از دیرباز مورد توجه سنگ‌شناسان بوده است، (مانند [۲-۶]). بررسی زمین شیمی عناصر اصلی و کمیاب موجود در ترکیب سنگ کل آمفیبولیت‌ها می‌تواند دریچه‌ای برای بازسازی محیط زمین ساختی تشکیل سنگ اولیه و همچنین دگرگونی‌های ماگمایی بشمار آید [۷-۱۰]. با این وجود، بررسی زمین شیمی سنگ کل در آمفیبولیت‌ها با توجه به اثر پدیده دگرگونی بر غلظت عناصر مختلف باید با احتیاط همراه باشد. نتایج بررسی‌های مختلف نشان داده‌اند که از میان عناصر اصلی، Ca، Na و K طی دگرگونی در شرایط رخساره‌های شیست سبز و آمفیبولیت آمادگی تحرک دارد، در حالی که عناصر Ti، Al، Mn و P تقریباً غیر متحرک باقی می‌مانند [۱۱]. عناصر Fe، Si و Mg اغلب در سامانه‌های گرمابی با نسبت بالای سنگ/ سیال تحرک دارند [۱۲]. از میان عناصر فرعی و کمیاب، عناصر سنگ دوست یون بزرگ (LILEها؛ شامل Ba، Rb و Sr) طی دگرگونی متحرک بوده، در حالیکه عناصر با شدت میدان بالا (HFSEها؛ شامل Ti، Nb، Zr، Hf، Ta و Y)، Th، عناصر خاکی نادر (REEها) و برخی از فلزات واسط (مانند Sc، V و Cr) تقریباً غیر متحرک هستند [۱۱].

در این پژوهش، شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌های رخنمون یافته در شمال غرب سلماس (توده‌های پیرامون روستاهای آباتی و اوربان) واقع در استان آذربایجان غربی بررسی شد و بر پایه بازدیدهای صحرایی، روابط بافتی و کانی‌شناسی و شیمی سنگ کل، شرایط تشکیل و محیط زمین‌ساختی سنگ مادر این سنگ‌ها شناسایی گردید (جدول ۱).

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۴۳۱۹۴۲۱۳۹، نمابر: ۰۴۴۳۲۷۵۳۱۷۲، پست الکترونیکی: m.ahangari@urmia.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]

جدول ۱ نتایج تجزیه عناصر اصلی (به روش XRF) و فرعی و کمیاب (به روش ICP-MS) موجود در ترکیب آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس.

عنصر	آمفیبولیت					آمفیبولیت R. Px	آمفیبولیت Ep			
	1A	1G	1I	1K	1N	1R	2B	2C	2D	2E
SiO_2	۵۰/۱۰	۴۸/۲۶	۴۷/۸۵	۵۰/۴۳	۵۲/۸۲	۴۹/۶۵	۵۱/۳۶	۴۷/۹۰	۵۰/۱۸	۵۰/۷۴
Al_2O_3	۲۰/۹۷	۲۶/۰۲	۱۸/۶۲	۲۰/۰۴	۲۰/۲۶	۱۷/۲۳	۱۸/۵۴	۱۸/۴۳	۱۶/۸۱	۱۷/۴۶
CaO	۱۰/۳۷	۱۱/۳۸	۱۲/۴۵	۹/۹۸	۹/۶۸	۱۲/۳۱	۱۰/۱۸	۱۱/۶۱	۹/۸۳	۱۰/۰۶
Fe_2O_3	۵/۵۹	۳/۹۵	۸/۵۱	۵/۷۸	۴/۹۶	۷/۱۶	۸/۷۵	۸/۳۴	۱۱/۲۰	۸/۴۶
K_2O	۰/۴۸	۰/۲۱	۰/۱۴	۰/۵۳	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۱۰	۰/۲۲	۰/۱۲	۰/۱۸
MgO	۶/۹۴	۵/۱۲	۷/۹۷	۷/۴۸	۶/۳۵	۹/۰۸	۵/۷۰	۸/۶۸	۵/۵۶	۷/۴۰
MnO	۰/۱۱	۰/۰۷	۰/۱۶	۰/۱۲	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۶	۰/۲۱	۰/۱۵
Na_2O	۳/۶۲	۳/۷۲	۲/۶۸	۳/۶۸	۳/۹۰	۲/۵۱	۳/۱۷	۱/۶۰	۳/۲۳	۳/۶۴
P_2O_5	BD	BD	BD	BD	BD	BD	۰/۰۶	BD	۰/۱۲	۰/۰۹
SO_3	۰/۰۷	BD	۰/۱۴	BD	۰/۱۰	۰/۱۶	۰/۱۱	۰/۰۹	BD	BD
TiO_2	۰/۲۹	۰/۱۳	۰/۴۷	۰/۳۱	۰/۲۴	۰/۳۹	۰/۹۱	۰/۸۴	۱/۳۷	۰/۷۳
LOI	۱/۴۵	۱/۱۴	۱/۰۱	۱/۵۹	۱/۲۷	۱/۱۰	۰/۹۷	۲/۱۴	۱/۳۵	۱/۱۰
مجموع	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۰	۱۰۰/۰۰	۹۹/۹۴	۹۹/۹۴	۹۹/۹۵	۹۹/۹۸	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۸	۱۰۰/۰۱
	عناصر فرعی و کمیاب									
Ba	۱۵۳	۶۲/۰	۵۱/۰	۱۵۱	۱۰۷	۶۸/۰	۲۰/۰	۲۳/۰	۳۵/۰	۵۵/۰
Be	۰/۴۰۰	۰/۴۰۰	۰/۳۰۰	۰/۴۰۰	۰/۴۰۰	۰/۳۰۰	۰/۵۰۰	۰/۴۰۰	۰/۵۰۰	۰/۴۰۰
Cd	BD	BD	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	BD	۰/۱۰۰	BD	۰/۱۰۰	BD	۰/۱۰۰
Ce	۷/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	۶/۰۰	۶/۰۰	۱۴/۰	۱۰/۰	۱۴/۰	۱۲/۰
Co	۲۷/۰	۲۰/۶	۳۷/۰	۲۸/۵	۲۴/۶	۳۴/۲	۳۱/۸	۳۶/۱	۳۴/۵	۳۳/۲
Cr	۱۸۶	۴۳/۰	۲۲۰	۲۱۸	۲۲۷	۲۴۲	۳۵/۰	۲۱۵	۶۶/۰	۵۹/۰
Cs	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
Cu	۲۵/۰	۳۳/۰	۵۶/۰	۲۱/۰	۵۹/۰	۷۸/۰	۲۸/۰	۸۵/۰	۴۶/۰	۱۸۲
Dy	۱/۷۴	۱/۲۱	۲/۰۲	۱/۶۷	۱/۴۸	۱/۷۹	۲/۹۳	۲/۷۶	۳/۲۵	۳/۰۲
Er	۰/۸۰۰	۰/۴۲۰	۱/۰۷	۰/۷۲۰	۰/۶۲۰	۰/۸۸۰	۱/۶۸	۱/۴۵	۱/۹۹	۱/۵۹
Eu	۰/۲۴۰	۰/۱۱۰	۰/۲۹۰	۰/۲۲۰	۰/۱۳۰	۰/۱۶۰	۰/۵۲۰	۰/۳۷۰	۰/۶۴۰	۰/۴۸۰
Gd	۰/۶۱۰	۰/۴۸۰	۰/۷۱۰	۰/۵۹۰	۰/۵۴۰	۰/۶۶۰	۱/۱۸	۱/۰۲	۱/۲۷	۱/۱۵
Hf	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
In	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD	BD
La	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۷/۰۰	۵/۰۰	۶/۰۰	۵/۰۰
Lu	BD	BD	BD	BD	BD	BD	۰/۲۰۰	۰/۱۸۰	۰/۲۷۰	۰/۲۱۰
Nb	۴/۲۰	۵/۲۰	۲/۵۰	۲/۸۰	۵/۰۰	BD	۱/۵۰	BD	۱/۵۰	۲/۸۰
Nd	۱/۸۰	۱/۷۰	۲/۵۰	۱/۸۰	۱/۸۰	۲/۲۰	۷/۶۰	۵/۳۰	۷/۶۰	۶/۲۰
Ni	۱۰۷	۹۹/۰	۷۲/۰	۱۱۴	۱۰۶	۸۳/۰	۳۲/۰	۷۲/۰	۳۲/۰	۴۹/۰
P	۹۳/۰	۹۵/۰	۹۹/۰	۱۱۰	۱۲۳	۹۱/۰	۳۹۹	۳۳۹	۴۹۲	۳۴۸
Pb	۱۰/۰	۸/۰۰	۹/۰۰	۶/۰۰	۱۰/۰	۱۳/۰	۱۰/۰	۹/۰۰	۹/۰۰	۹/۰۰
Pr	۰/۴۷۰	۰/۴۷۰	۰/۵۹۰	۰/۴۴۰	۰/۴۷۰	۰/۵	۱/۶۴	۱/۰۹	۱/۶۴	۱/۲۴
Rb	۱۴/۰	۹/۰۰	۸/۰۰	۱۴/۰	۱۰/۰	۹/۰۰	۸/۰۰	۱۰/۰	۸/۰۰	۹/۰۰
S	۵۰/۰	۵۸/۰	۷۷/۰	BD	۶۱/۰	۵۷/۰	۶۶/۰	BD	۵۲/۰	۸۰/۰
Sb	۱/۸۰	۱/۱۰	BD	۱/۱۰	۰/۷۰۰	BD	BD	BD	BD	۰/۵۰۰
Sc	۲۸/۲	۶/۲۰	۳۹/۹	۲۷/۹	۲۰/۸	۴۳/۹	۳۵/۵	۳۷/۶	۳۷/۹	۳۹/۶
Se	BD	BD	۰/۵۱۰	BD	BD	BD	۰/۵۲۰	۰/۶۸۰	۰/۶۴۰	۰/۶۸۰
Sm	۰/۴۱۰	۰/۲۳۰	۰/۶۳۰	۰/۴۰۰	۰/۲۵۰	۰/۵۱۰	۱/۷۰	۱/۳۰	۱/۹۳	۱/۵۱
Sn	۰/۵۰۰	۰/۴۰۰	۰/۵۰۰	۰/۵۰۰	۰/۵۰۰	۰/۵۰۰	۰/۶۰۰	۰/۶۰۰	۰/۶۰۰	۰/۶۰۰
Sr	۲۵۸/۴	۲۲۵/۶	۲۱۸/۴	۲۴۱/۶	۲۱۵/۶	۱۶۵/۸	۱۸۸/۹	۱۷۴/۸	۱۶۳/۸	۱۸۴/۴
Ta	۰/۵۳۰	۰/۶۱۰	۰/۴۶۰	۰/۵۰۰	۰/۶۴۰	۰/۳۱۰	۰/۳۳۰	۰/۳۴۰	۰/۳۰	۰/۶۵۰
Tb	۰/۱۵۰	BD	۰/۲۰۰	۰/۱۵۰	۰/۱۱۰	۰/۱۷۰	۰/۳۵۰	۰/۳۳۰	۰/۴۴۰	۰/۳۴۰
Te	۱/۴۱	۰/۹۱۰	۱/۵۹	۱/۱۹	۰/۷۳۰	۰/۵۴۰	۱/۴۵	۱/۳۰	۰/۴۳۰	۱/۹۷
Th	۰/۹۸۰	۰/۹۷۰	۰/۹۰۰	۰/۹۲۰	۱/۱۷	۰/۹۳۰	۱/۶۵	۱/۰۱	۱/۲۸	۱/۳۰
Ti	۱۶۳۵	۶۳۷	۲۸۹۵	۱۷۷۰	۱۳۲۰	۲۳۴۳	۴۹۶۳	۲۱۱۰	۷۳۲۷	۲۹۷۴
Tm	۰/۱۵۰	۰/۱۰۰	۰/۱۹۰	۰/۱۴۰	۰/۱۳۰	۰/۱۷۰	۰/۳۰۰	۰/۲۶۰	۰/۳۲۰	۰/۲۷۰
U	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	BD	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۱۰۰	۰/۲۳۰	۰/۱۰۰	۰/۲۰۰	۰/۲۰۰
V	۱۱۱	۳۶/۰	۱۶۷	۱۰۳	۸۰/۰	۱۶۸	۲۳۰	۱۶۶	۲۶۲	۱۸۵
Y	۸/۶۰	۵/۸۰	۱۱/۴	۸/۸۰	۷/۱۰	۱۰/۶	۱۸/۹	۱۷/۹	۲۲/۰	۱۷/۶
Yb	۰/۳۰۰	۰/۱۰۰	۰/۸۰۰	۰/۴۰۰	۰/۲۰۰	۰/۶۰۰	۱/۴۰	۱/۱۰	۱/۸۰	۱/۵۰
Zn	۲۴/۰	۱۴/۰	۴۰/۰	۲۵/۰	۲۱/۰	۳۰/۰	۱۹/۰	۴۷/۰	۶۳/۰	۴۰/۰
Zr	۹/۰۰	۷/۰۰	۱۱/۰	۸/۰۰	۸/۰۰	۱۰/۰	۱۵/۰	۱۸/۰	۲۰/۰	۱۲/۰

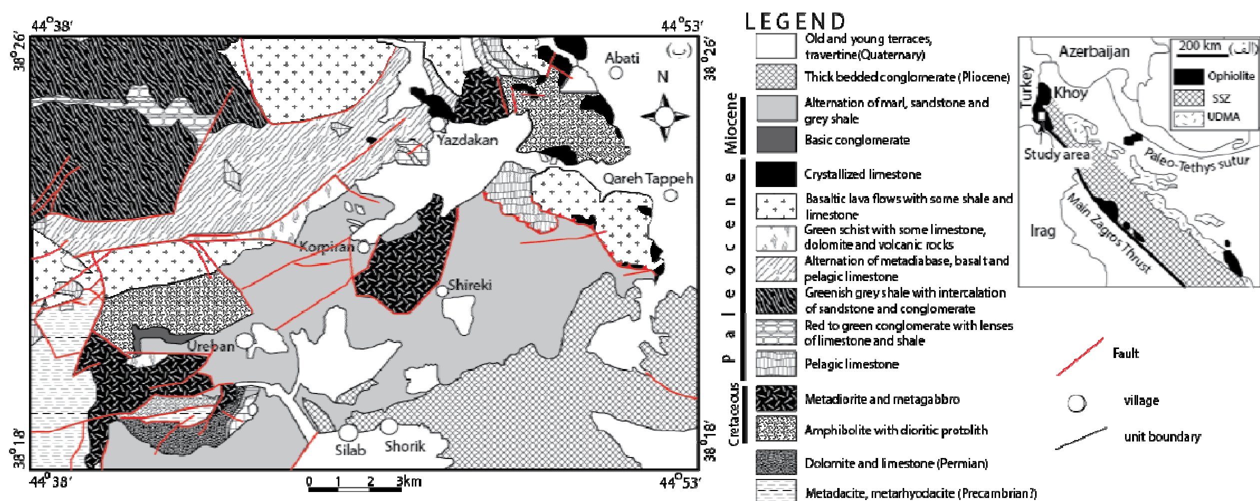
BD : زیر حد آشکار سازی

روش کار

در این پژوهش، پس از مطالعات کتابخانه‌ای، بررسی‌های صحرایی برای شناسایی واحدهای سنگی و نمونه‌برداری از توده‌های آمفیبولیتی رخنمون یافته پیرامون روستاهای آباتی و اوربان انجام شد. سپس با تهیه مقاطع نازک و بررسی آن‌ها، نمونه‌های سالم و بدون دگرسانی (۴ نمونه از توده آباتی و ۶ نمونه از توده اوربان شامل ۵ نمونه آمفیبولیت و یک نمونه آمفیبولیت دربردارنده کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه) برای تعیین شیمی سنگ کل به شرکت زرآزما زنگان در شهرستان زنجان ارسال گردیدند. عناصر اصلی به روش طیف سنجی فلئورسانس پرتوی X (XRF) و عناصر فرعی و کمیاب به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) تعیین شدند.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

منطقه مورد بررسی از نظر تقسیم‌بندی ساختارهای زمین‌شناسی ایران [۱۳] در پهنه سنندج- سیرجان قرار دارد (شکل ۱ الف). حجم عمده سنگ‌های رخنمون یافته در این منطقه وابسته به سنوزوئیک است (شکل ۱ ب). هرچند سنگ‌های با سن پرکامبرین، پالئوزوئیک و مزوزوئیک نیز به مقدار کم دیده می‌شوند. قدیمی‌ترین سنگ‌های رخنمون یافته در منطقه مورد بررسی سنگ‌های آتشفشانی بشدت دگرسان شده با سن ناشناخته هستند [۱۴] و بیشتر در قسمت غربی منطقه رخنمون یافته‌اند. سنگ آهک‌های مربوط به سازند درود با سن پرمین نیز بخش بسیار کوچکی از این منطقه را شامل می‌شوند. آمفیبولیت‌ها به همراه متادیوریت‌ها و متاگابروها با سن کرتاسه پسین، سنگ‌های مزوزوئیک در منطقه را تشکیل داده‌اند [۱۴]. آهک‌های لجه‌ای، کنگلومراهای قرمز تا سبز با عدسی‌هایی از سنگ آهک و شیل، شیل‌های خاکستری مایل به سبز، بازالت و سنگ آهک‌های متبلور مجموعه واحدهای وابسته به پالئوسن در منطقه را تشکیل می‌دهند. میوسن بیشتر شامل سنگ‌های رسوبی با تناوب مارن، ماسه‌سنگ و شیل‌های خاکستری به همراه مقدار بسیار کمی کنگلومرای قاعده‌ای با قطعه‌های آمفیبولیتی است. پلیوسن در منطقه با کنگلومرای ضخیم‌لایه با لایه‌بندی خوب و سیمان ماسه‌ای شناخته می‌شود. واحدهای کواترنری در این منطقه از قدیم به جدید شامل نهشته‌های تراورتن، پادگانه‌های قدیم و آبرفت‌های جوان و نهشته‌های دشت هستند [۱۴].



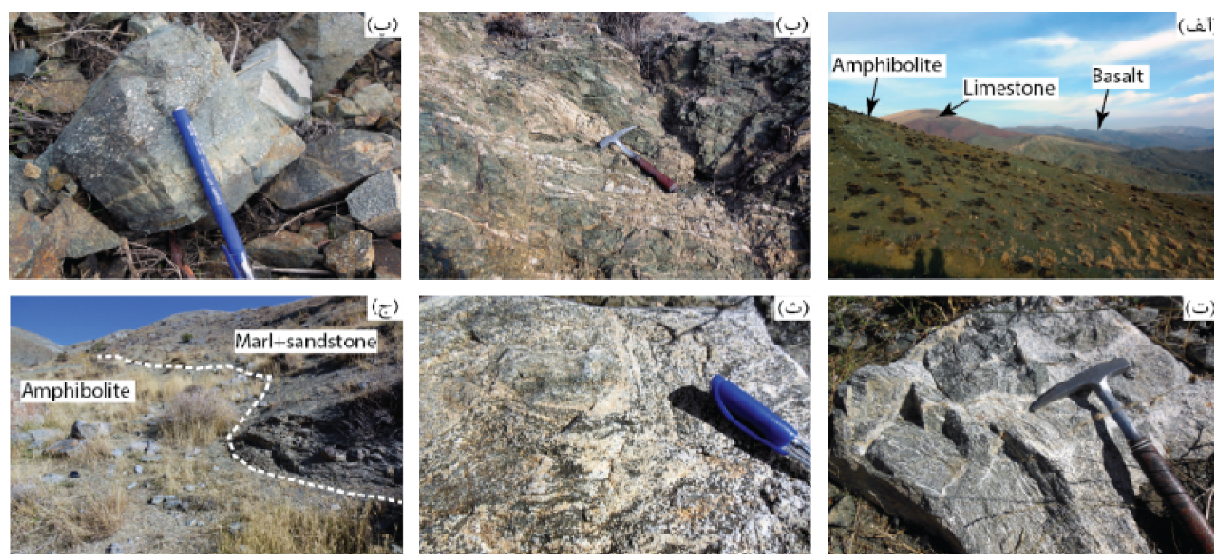
شکل ۱ (الف) موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه تقسیم‌بندی ساختاری زمین‌شناسی (برگرفته از [۱۳]) و (ب) نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه شمال غرب سلماس [۱۴].

بر اساس بررسی‌های صحرایی، آمفیبولیت‌های پیرامون روستای آباتی به صورت تپه‌های به نسبت کم‌ارتفاع با پستی و بلندی ملایم هستند و در صحرا با رنگ سبز مشخص می‌شوند (شکل ۲ الف). این نمونه‌ها اغلب ریزدانه هستند و توسط رگه‌های کوارتز- فلدسپاری فراوان قطع شده‌اند (شکل ۲ب). همچنین لایه‌های غنی از فلدسپار در کنار لایه‌های غنی از آمفیبول واقع هستند (شکل ۲ پ). در مقایسه با نمونه‌های آباتی، آمفیبولیت‌های رخنمون یافته پیرامون روستای اوربان درشت‌دانه‌تر هستند. جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های آمفیبول در این سنگ‌ها بخوبی قابل مشاهده است و ظاهر لایه‌ای ناشی از تناوب لایه‌های غنی از آمفیبول (تیره) و غنی از فلدسپار (روشن) در این سنگ‌ها ایجاد نموده‌اند (شکل ۲ ت). در برخی از نمونه‌های پیرامون روستای اوربان، چین‌خوردگی‌های ریز نیز دیده می شوند (شکل ۲ ث). آمفیبولیت‌های اوربان اغلب توسط رسوب‌های جوان‌تر چون کنگلومرای قاعده‌ای (با قطعه های آمفیبولیتی) و رسوب های با تناوب مارن و ماسه‌سنگ (سازند قم) با سن میوسن [۱۴] پوشیده شده‌اند (شکل ۲ ج).

سنگ‌شناسی

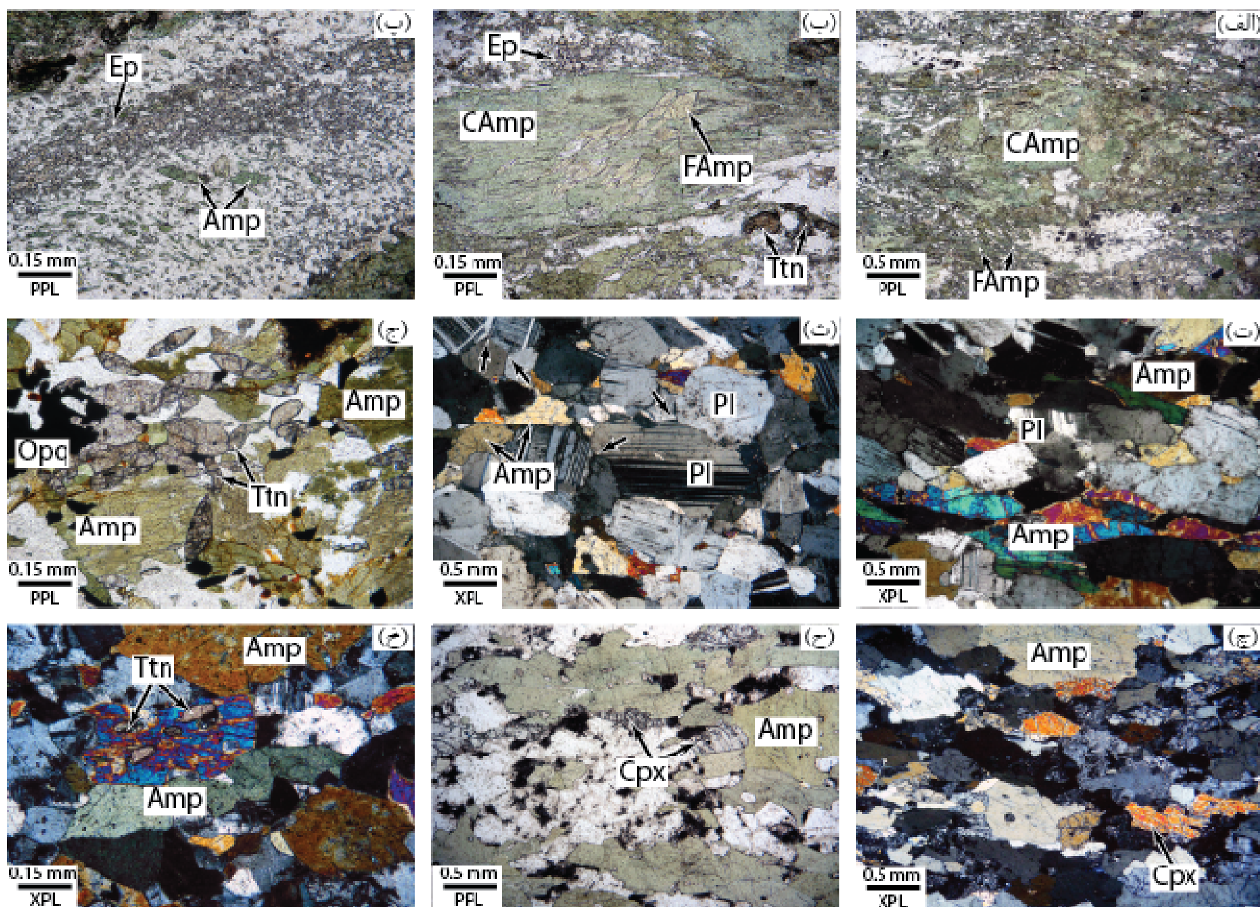
بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و مجموعه کانی‌های موجود در آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس، این سنگ‌ها را می‌توان به دو گروه اپیدوت آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌های معمولی تقسیم کرد. اپیدوت آمفیبولیت‌ها بیشتر پیرامون روستای آباتی و آمفیبولیت‌های معمولی نیز پیرامون روستای اوربان رخنمون دارند.

اپیدوت آمفیبولیت‌ها: کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، اپیدوت، کوارتز و به مقدار کمتر تیتانیت و کانی‌های کدر هستند. جهت‌یافتگی ترجیحی در بین کانی‌های آمفیبول به خوبی قابل مشاهده است. آمفیبول‌های موجود در این سنگ‌ها اغلب در دو اندازه متفاوت هستند و آمفیبول‌های ریزتر در زمینه سنگ آمفیبول‌های درشت‌تر را دور زده و بافت پورفیری آواری را بوجود آورده‌اند (شکل ۳ الف). آمفیبول‌های درشت‌تر اغلب دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند و گاهی خاموشی موجی از خود نشان می‌دهند. در برخی از نمونه‌ها، آمفیبول‌های ریز خودشکل روی آمفیبول‌های درشت‌تر تشکیل شده‌اند (شکل ۳ ب). اپیدوت‌ها اغلب ریزدانه بوده و در متن سنگ پراکنده هستند. البته، گاهی انباشت اپیدوت‌های ریزدانه باعث ایجاد لایه غنی از این کانی در سنگ شده است (شکل ۳ پ). این سنگ‌ها اغلب بافت میلونیتی نیز از خود نشان می‌دهند.



شکل ۲ روابط صحرایی آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس: (الف) دورنمایی از واحدهای سنگی رخنمون یافته پیرامون روستای آباتی، (ب) رگه‌های غنی از کوارتز و فلدسپار که آمفیبولیت‌های آباتی را قطع کرده‌اند، (پ) لایه‌بندی در آمفیبولیت‌های آباتی ناشی از قرارگیری لایه‌های غنی از آمفیبول در کنار لایه‌های غنی از فلدسپار، (ت) تفکیک لایه‌های غنی از کانی‌های تیره و روشن در آمفیبولیت‌های اوربان، (ت) ریزچین‌ها در آمفیبولیت‌های اوربان و (ج) مرز بین واحدهای رسوبی میوسن با آمفیبولیت‌ها پیرامون روستای اوربان.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از آمفیبولیت‌های شمال غربی سلماس: (الف) بافت پورفیری آواری در اپیدوت آمفیبولیت‌های آباتی که ناشی از دور زدن کانی‌های ریز زمینه به دور آمفیبول‌های درشت‌تر است، (ب) قرارگیری آمفیبول‌های خودشکل ریز بر آمفیبول‌های درشت‌تر، (پ) لایه‌های غنی از اپیدوت در اپیدوت آمفیبولیت‌های آباتی، (ت) بافت جهت‌یافتگی ترجیحی در آمفیبولیت‌های اوربان، (ث) بافت دانه شکفتی با نقاط اتصال سه‌گانه (زاویه ۱۲۰ درجه) بین پلاژیوکلازهای آمفیبولیت‌های اوربان که برخی از نقاط اتصال سه‌گانه با پیکان نشان داده شده‌اند، (ج) کانی‌های تیتانیت خودشکل و نیمه‌شکل‌دار در آمفیبولیت‌های اوربان، (چ) و (ح) بافت جهت‌یافتگی ترجیحی در اثر قرارگیری آمفیبول‌ها و کلینوپیروکسن‌ها در آمفیبولیت‌های در بردارنده کلینوپیروکسن‌های باقیمانده اوربان و (خ) بافت پویی غربالی ناشی از قرارگیری کانی‌های خودشکل تیتانیت در آمفیبول‌های موجود در کلینوپیروکسن آمفیبول‌ها. Amp: آمفیبول، CAmp: آمفیبول‌های درشت، FAmp: آمفیبول‌های ریز، Ep: اپیدوت، Pl: پلاژیوکلاز، Ttn: تیتانیت و Cpx: کلینوپیروکسن (نشانه های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۵] هستند).

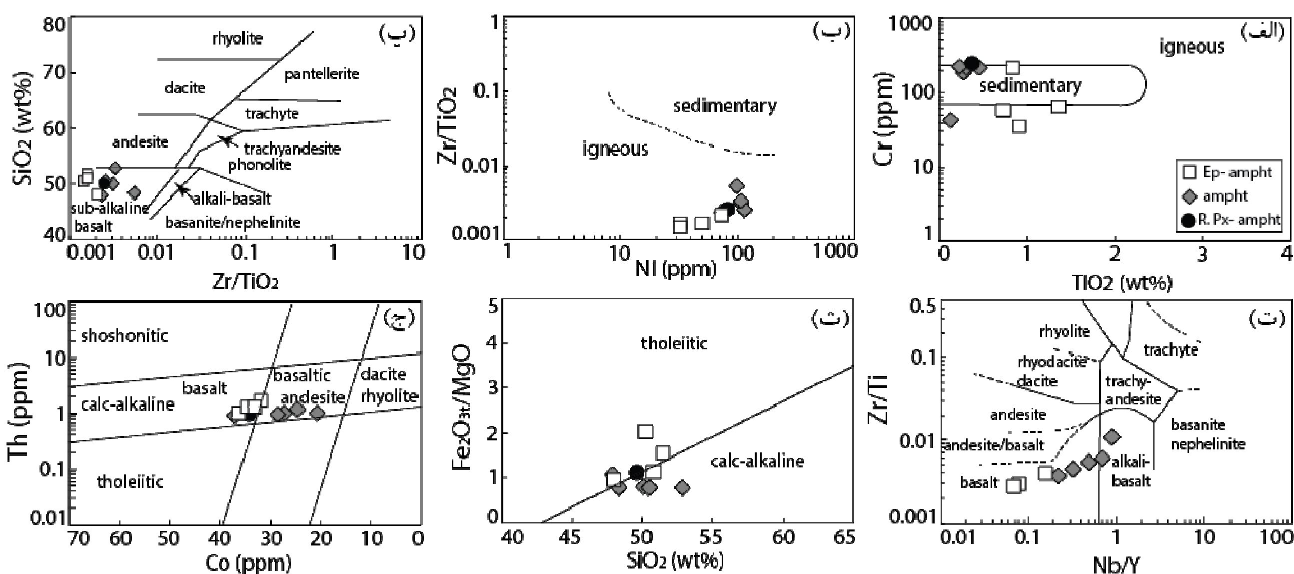
آمفیبولیت‌های معمولی: ذرات در آمفیبولیت‌های معمولی در مقایسه با اپیدوت آمفیبولیت‌ها درشت‌تر بوده و در نمونه دستی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز قابل تشخیص هستند. این سنگ‌ها زیر میکروسکوپ دربردارنده آمفیبول‌های سبز رنگ و گاهی سبز مایل به قهوه‌ای، پلاژیوکلاز و به مقدار کمتر کوارتز، کانی‌های کدر، تیتانیت و زیرکن هستند. بافت‌های دانه شکفتی، نخ شکفتی و غربالی از بافت‌های رایج در این سنگ‌ها هستند. کانی‌های آمفیبول جهت‌یافتگی ترجیحی دارند (شکل ۳ ت). پلاژیوکلازها اغلب بافت دانه شکفتی دارند و دارای نقاط اتصال سه‌گانه با هم هستند (شکل ۳ ث) و گاهی تجزیه‌شدگی به کانی‌های ثانویه مانند سریسیت، اپیدوت، کلریت و کانی‌های رسی نشان می‌دهند. منطقه‌بندی ترکیبی در بعضی از ذرات پلاژیوکلاز دیده می‌شود. تیتانیت‌ها در برخی از نمونه‌های آمفیبولیتی فراوانی بالایی دارند و اغلب به صورت ذرات خودشکل تا نیمه شکل ظاهر شده‌اند (شکل ۳ ج). آمفیبول‌ها آثار دگرسانی ندارند و گاهی دربردارنده میانبارهایی از پلاژیوکلازهای ریز خودشکل یا تیتانیت‌های نیمه‌خودشکل هستند و بافت غربالی را بوجود آورده‌اند (شکل ۳ خ). در برخی

از آمفیبولیت‌ها، کلینوپیروکسن‌های باقیمانده از سنگ اولیه دیده می شوند. کلینوپیروکسن‌ها اغلب شامل شکستگی‌های فراوان هستند و بیشتر جهت‌یافتگی ترجیحی از خود نشان می‌دهند (شکل های ۳ چ و ح).

شیمی سنگ کل

بر اساس نتایج سنگ‌شناسی، آمفیبولیت‌های مورد بررسی در حد رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. مقدار مواد فرار (LOI) اندازه‌گیری شده در نمونه‌های مورد بررسی پایین است. این مقدار برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها برابر با wt% ۲٫۱۴ – ۰٫۹۷ و برای آمفیبولیت‌ها wt% ۱٫۵۹ – ۱٫۰۱ است. مقدار پایین LOI بیانگر حضور مقدار کم فازهای آبدار و کربناتی ثانویه و اثر اندک دگرسانی بر ترکیب سنگ است (مانند [۳، ۱۶، ۱۷]). با توجه به همبرزایی کانیایی دیده شده در آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس (هورنبلند و پلاژیوکلاز فراوان و کوارتز کمی)، به نظر می‌رسد که سنگ مادر آمفیبولیت‌های مورد بررسی از نوع آذرین است. البته، استفاده از شاخص‌هایی چون Cr، Ni، Zr و TiO_2 نیز می‌تواند در تفکیک و شناسایی ماهیت سنگ اولیه مؤثر باشد. براساس نمودار Cr نسبت به TiO_2 [۱۸]، (شکل ۴ الف) بیشتر نمونه‌ها در مرز بین گستره‌های رسوبی و آذرین واقع هستند. بر پایه نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Ni [۱۹] (شکل ۴ ب)، همه نمونه‌های مورد بررسی در گستره آذرین قرار دارند.

مقدار SiO_2 موجود در اپیدوت آمفیبولیت‌ها از ۴۷٫۹۰ تا ۵۱٫۳۶ و در آمفیبولیت‌ها از ۴۷٫۸۵ تا ۵۲٫۸۲ درصد وزنی اکسیدها در تغییر بوده و بیانگر ماهیت بازالتی تا آندزیتی برای سنگ اولیه است. براساس نمودار SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 [۲۰] (شکل ۴ پ)، همه نمونه‌ها در گستره بازالت‌های نیمه قلیایی قرار دارند. این در حالی است که بر پایه نمودار Zr/Ti نسبت به Nb/Y [۲۱] (شکل ۴ ت). بیشتر نمونه‌ها در گستره بازالت‌های نیمه قلیایی و نمونه در گستره بازالت‌های قلیایی واقع هستند.



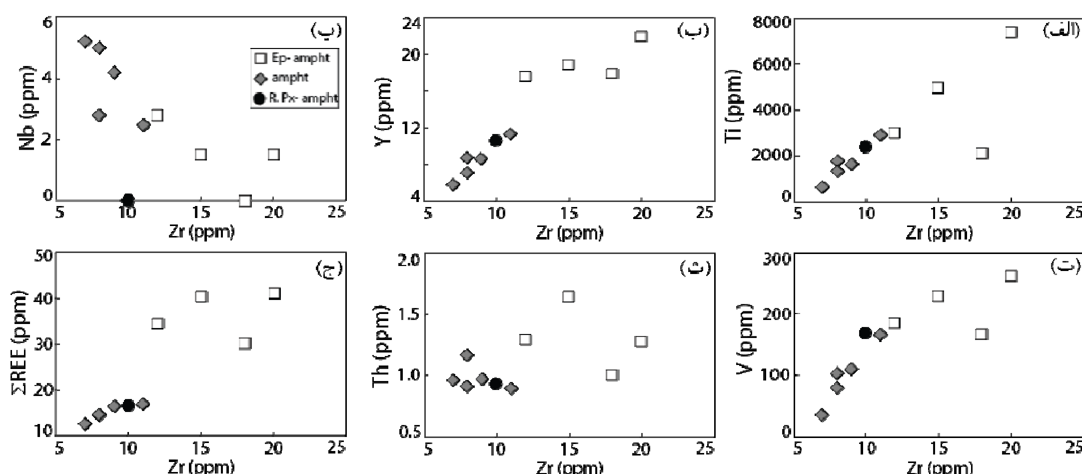
شکل ۴ (الف) نمودار Cr نسبت به TiO_2 [۱۸] برای تفکیک ارتو و پاراآمفیبولیت‌ها از هم که براساس آن، برخی از نمونه‌ها در مرز بین ارتو و پارا آمفیبولیت‌ها واقع هستند. (ب) نمودار Zr/TiO_2 نسبت به Ni [۱۹] که بر پایه آن همه نمونه‌ها در گستره آذرین قرار دارند. (پ) نمودار SiO_2 نسبت به Zr/TiO_2 [۲۰] برای رده‌بندی سنگ مادر که براساس آن همه نمونه‌ها در گستره بازالت‌های نیمه قلیایی واقع هستند. (ت) نمودار Zr/Ti نسبت به Nb/Y [۲۱]، که بر پایه آن بیشتر نمونه‌ها در گستره بازالت و دو نمونه در گستره بازالت قلیایی قرار دارند (ث) نمودار Fe_2O_3/MgO نسبت به SiO_2 [۲۲] برای تعیین سری ماگمایی ماگمای مادر آمفیبولیت‌ها که براساس آن، نمونه‌ها در مرز بین گستره های تولئیتی و آهکی قلیایی واقع هستند. (ج) نمودار Th نسبت به Co [۲۳] که بر پایه آن نمونه‌ها در گستره آهکی قلیایی و در نزدیکی مرز گستره تولئیتی قرار دارند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]

سری ماگمایی سنگ مادر آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس با استفاده از نمودارهای Fe_2O_3/MgO نسبت به SiO_2 [۲۲] و Th نسبت به Co [۲۳] آهکی قلیایی تعیین شده (شکل‌های ۴ ث و ج). البته، بر پایه نمودار Fe_2O_3/MgO نسبت به SiO_2 تعدادی از نمونه‌ها در گستره تولئیتی قرار دارند. در نمودارهای تغییرات دوتایی، آمفیبولیت‌ها و اپیدوت آمفیبولیت‌ها گاهی روندهای متفاوتی از خود نشان می‌دهند (شکل ۵). وجود روند معنی‌دار بین عناصر مختلف و Zr اغلب بر پایه فرآیند تبلور جدایشی کانی‌های مختلف قابل توجیه است [۱۷]. همچنین وجود روند خطی در این نمودارها بویژه برای عناصری چون Nb، Ti، خاکی نادرها، Y و V می‌تواند بیانگر تغییر کم مقدار این عناصر طی فرآیندهای ثانویه مانند دگرگونی و دگرسانی باشد [۳، ۲۴، ۲۵]. این ویژگی به همراه وجود روندهای موازی در نمودارهای الگوهای عناصر خاکی نادر و نمودارهای چندعنصری نشان می‌دهد که غلظت این عناصر برای تعیین رفتار و ماهیت ماگمای اولیه مناسب است (مانند [۲۶]).

برای بررسی تغییرات عناصر خاکی نادر و کمیاب موجود در ترکیب آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس از نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به کندریت (عناصر خاکی نادر) و بازالت-های پشته‌های میان اقیانوسی عادی (N-MORB) استفاده شد (شکل ۶ داده‌های بهنجارسازی از مرجع [۲۷])؛ الگوی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت آمفیبولیت‌ها با غنی‌شدگی نسبی عناصرخاکی نادر سبک (LREE) در مقایسه با عناصر خاکی نادر سنگین (HREE؛ مقدار $(La/Yb)_N$ از ۲٫۳۹ تا ۳٫۵۹ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و از ۲٫۶۹ تا ۲۱٫۵۲ برای آمفیبولیت‌ها تغییر می کند)، تقریباً مسطح با کمی تحدب به سمت بالا برای HREEهاست و با شیب منفی LREE (مقدار $(La/Sm)_N$ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها برابر با ۲٫۶۶ – ۲٫۰۱ و برای آمفیبولیت‌ها ۸٫۴۲ – ۳٫۰۷ است) و مشخص می‌شوند (شکل های ۶ الف و ب). تغییرات دیده شده برای مقدار Yb_N در آمفیبولیت‌ها بسیار است (از ۰٫۵۹ تا ۴٫۷۱ درصد وزنی). همچنین مقدار Lu موجود در همه نمونه‌های تجزیه شده از آمفیبولیت‌ها کمتر از حد آشکارسازی است. مقدار $(Dy/Yb)_N$ از ۱٫۲۱ تا ۱٫۶۸ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و از ۱٫۶۹ تا ۸٫۱۰ برای آمفیبولیت‌ها در تغییر است. ناهنجاری مشخصی برای Eu در الگوی عناصر خاکی نادر در نمونه‌های مورد بررسی دیده نشد.

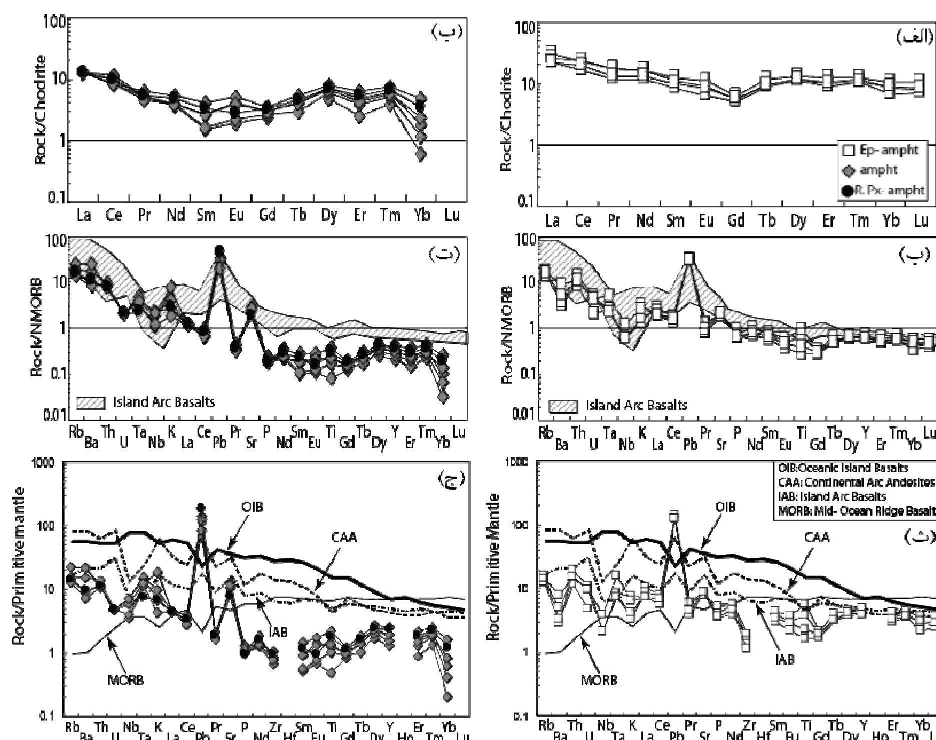
در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به N-MORB اپیدوت آمفیبولیت‌ها با غنی‌شدگی LILEها نسبت به HFSEها، ناهنجاری شدید مثبت برای Pb، ناهنجاری ضعیف مثبت برای Sr، ناهنجاری منفی Zr، Ba، U و Nb مشخص می‌شوند (شکل ۶ پ). ویژگی‌های دیده شده برای آمفیبولیت‌ها در نمودار چندعنصری بهنجار شده به N-MORB به صورت غنی‌شدگی LILEها نسبت به HFSEها، ناهنجاری شدید مثبت برای Pb و Sr و ناهنجاری منفی Zr و U است (شکل ۶ ت). الگوی دیده شده در نمودارهای چندعنصری برای آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس (غنی‌شدگی LILEها در مقایسه با HFSEها) می‌تواند بیانگر اثر عناصر برآمده از پهنه‌های فرورانشی بر ترکیب این سنگ‌ها باشد [۱۲]. در حالت کلی، الگوی اپیدوت آمفیبولیت‌ها و آمفیبولیت‌ها مشابه هم است. این امر می‌تواند نشان دهنده خاستگاه یکسان برای این دو گروه سنگی باشد. مقایسه ترکیب بازالت‌های جزایر قوسی (برگرفته از مرجع [۲۸]) بیانگر شباهت نسبی ترکیب نمونه‌های مورد بررسی با این سنگ‌هاست.



شکل ۵ نمودارهای تغییرات دوتایی عناصر (الف) Ti، (ب) Y، (پ) Nb، (ت) V، (ث) Th و (ج) مجموع عناصر خاکی نادرها نسبت به Zr.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]



شکل ۶ (الف) و (ب) الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریت (داده‌ها بهنجارسازی از [۲۷]). (پ) و (ت) نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به NMORB (داده‌ها از (داده‌های بهنجارسازی از [۲۷]). ترکیب بازالت‌های جزایر قوسی از [۲۸] (ث) و (ج) نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (داده‌ها بهنجارسازی از [۲۷]). میانگین ترکیب ترسیم شده برای OIB، CAA، IAB و MORB از [۲۹].

در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده به گوشته اولیه (داده‌های بهنجارسازی از مرجع [۲۷]) نیز، غنی‌شدگی LILEها نسبت به HFSEها، ناهنجاری مثبت Pb و Sr و ناهنجاری منفی Nb و Zr برای نمونه‌های مورد بررسی قابل مشاهده است (شکل‌های ۶ ث و ج). در این نمودارها، ترکیب نمونه‌های مورد بررسی با میانگین ترکیب بازالت جزایر قوسی (IAB)، CAA، بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) و بازالت پشته‌های میان اقیانوسی (MORB)، برگرفته از مرجع [۲۹]، مقایسه شده است و ترکیب نمونه‌های این پژوهش شباهت قابل توجهی با میانگین ترکیب IAB دارد.

سنگ‌زایی سنگ اولیه آمفیبولیت‌ها

در این پژوهش با بررسی اثر عوامل مختلف چون آلایش پوسته‌ای، تبلور جدایشی و ویژگی‌های خاستگاه گوشته‌ای آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس، محیط زمین‌ساختی تشکیل این سنگ‌ها تعیین شد.

تاثیر آلایش پوسته‌ای

اثر آلایش پوسته‌ای بر ترکیب آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس بر پایه ویژگی‌های زمین شیمیایی این سنگ‌ها بررسی شد. در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به N-MORB، اپیدوت آمفیبولیت‌ها ناهنجاری منفی Nb از خود نشان می‌دهند (شکل ۶ پ). وجود این ناهنجاری اغلب ناشی از آلایش پوسته‌ای بر ترکیب سنگ [۳۰] یا اثر سیال ها و/یا مذاب برآمده از پوسته فرو رونده بر ترکیب ماگمای اولیه سنگ است [۳۱]. اثر آلایش پوسته‌ای را می‌توان براساس عناصر ناسازگار که نسبت به آلایش پوسته‌ای حساس هستند (مانند نسبت Nb/U) در ترکیب سنگ‌های مورد بررسی تعیین کرد [۷]. میانگین نسبت Nb/U در ترکیب پوسته قاره‌ای برابر با ۱۰ و در ترکیب گوشته اولیه برابر با ۳۰ است [۳۲]. نسبت Nb/U در نمونه‌های آمفیبولیتی بالا بوده و از ۲۸ تا ۵۲ در تغییر است، درحالیکه این نسبت در اپیدوت آمفیبولیت‌ها پایین بوده و برابر با ۱۴ – ۶/۵ است. از اینرو، بنظر می‌رسد که ناهنجاری منفی Nb در اپیدوت آمفیبولیت‌ها در اثر آلایش پوسته‌ای ایجاد شده است.

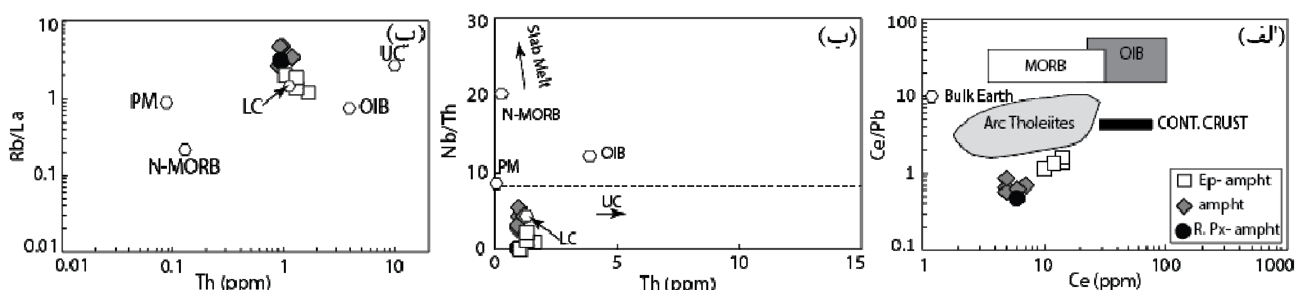
در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به N-MORB، آمفیبولیت‌های مورد بررسی با ناهنجاری مثبت Pb و Sr مشخص می‌شوند (شکل‌های ۶ پ و ت). غنی‌شدگی Sr در سنگ می‌تواند در اثر برهمکنش سیال های برآمده از رسوب‌ها

طی فورانش قطعه فرورونده در سـنگ ایجـاد گـردد [۳۳]. Pb بیشتر به عنوان عنصری متحرک در نظر گرفته شده و اغلـب در اثر تماس با رسوب‌ها و سنگ‌هـای رسـوبی دگرگـون شـده بـه سنگ‌های متابازیتی اضافه می‌شود (مانند [۲۷]). با این وجـود، نسبت Ce/Pb در بازالت‌های جزایر قوسی پایین است [۳۴]. بـر پایه نمودار Ce/Pb نسبت به Ce [۳۴]، نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی گستره تولئیت‌های جزایر قوسی قرار دارند (شکل ۷ الف).

نسبت Nb/Th نیز برای شناسایی آلایش پوسته‌ای ماگماهای برآمده از گوشته مناسب است [۳۵]. مقدار Th در پوسته قاره‌ای بویژه پوسته قاره‌ای بالایی قابل توجه بوده [۳۶] و نسبت Nb/Th در پوسته قاره‌ای پایین است [۳۷]. نسبت Nb/Th در آمفیبولیت‌های آباتی برابر با ۲/۱۵ – ۰/۹۱ و در آمفیبولیت‌های اوربان در گستره ۵/۳۶ – ۲/۷۸ است. براساس نمودار Nb/Th نسبت به Th [۳۸]، ترکیب آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس در نزدیکی ترکیب میانگین پوسته قاره‌ای پایینی جای دارند (شکل ۷ ب). در نمودار Rb/La نسبت به Th [۳۸] نیز، نمونه‌های مورد بررسی دارای تطابق منفی هستند و در کنار میانگین ترکیب پوسته قاره‌ای تحتانی رسم شده‌اند (شکل ۷ ج). با توجه به مطالب بیان شده، بنظر می‌رسد که اثر سیال‌های برآمده از فورانش به همراه آلایش پوسته‌ای در شکل‌گیری آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس نقش داشته است.

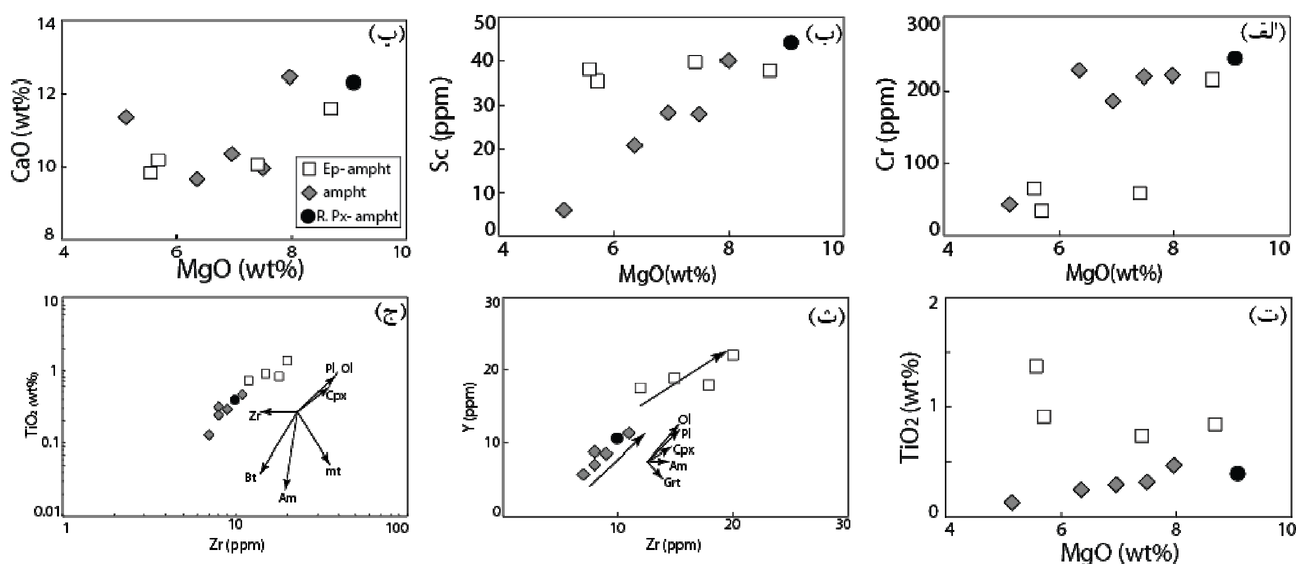
تبلور جدایشی

ماگماهای اولیه تعادل با ترکیب کانی‌شناسی گوشته بالایی هستند، باید دارای عدد منیزیم بیش از ۷۰ و مقدار نیکل و کروم به ترتیب بیش از ppm ۱۵۰۰- ۱۴۰۰ و ppm ۱۰۰۰ بوده و مقدار SiO_2 آن‌ها کمتر از ۵۰٪ وزنی اکسیدها باشد [۳۹]. مقدار MgO موجود در اپیدوت آمفیبولیت‌ها (wt% ۸/۶۸ – ۵/۵۶) و آمفیبولیت‌ها (wt% ۹/۰۸ – ۵/۱۲) و نیز عدد منیزیم Mg# ($= MgO*100/(MgO+FeO_t)$) در نمونه‌های مورد بررسی (۵۳/۶۳ – ۳۵/۵۵ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و ۵۹/۰۳ – ۵۱/۰۰ برای آمفیبولیت‌ها) به نسبت پایین است. این امر نشان می‌دهد که ماگمای بوجود آورنده آمفیبولیت‌های مورد بررسی اولیه نبوده و به احتمال بسیار طی دگرگونی‌های ماگمایی دچار تبلور جدایشی شده است. مقدار عدد منیزیم اغلب برای شناسایی ماگماهای اولیه از ماگماهای جدایش یافته به کار می‌رود [۴۰، ۴۱]. در این مورد، وجود مقادیر متغیر و پایین Cr (۲۱۵ ppm- ۳۵ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و ppm ۲۴۲ – ۴۳ برای آمفیبولیت‌ها) و نیز تطابق مثبت Sc ،Cr و CaO با MgO (شکل های ۸ الف تا پ) و TiO_2 با MgO (شکل ۸ ت) به ترتیب بیانگر جدایش کلینوپیروکسن و اکسیدهای Fe - Ti در ماگمای بوجود آورنده آمفیبولیت‌هاست. همچنین در نمودارهای Y نسبت به Zr و TiO_2 نسبت به Zr [۴۲] (شکل های ۸ ث و ج)، روند نمونه‌های مورد بررسی با روند تبلور الیوین و کلینوپیروکسن همخوانی دارد. مقدار بالای Al_2O_3 (wt% ۱۸/۵۴ – ۱۶/۸۱ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و wt% ۲۶/۰۲ – ۱۷/۲۳ برای آمفیبولیت‌ها) و نیز نبود ناهنجاری منفی Eu در الگوی عناصر خاکی نادر بیانگر جدایش نیافتن پلاژیوکلاز طی روند دگرگونی‌های ماگمای مادر آمفیبولیت‌های مورد بررسی است [۴۳].



شکل ۷ (الف) نمودار Ce/Pb نسبت به Ce [۳۴]. که براساس آن، نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی گستره تولئیت‌های قوس ماگمایی قرار دارند. (ب) نمودار Nb/Th نسبت به Th [۳۸]. که بر پایه آن، نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی میانگین ترکیب پوسته پایینی قرار دارند. (پ) نمودار Rb/La نسبت به Th [۳۸]. که براساس آن، نمونه‌های مورد بررسی در نزدیکی میانگین ترکیب پوسته بالایی واقع هستند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]



شکل ۸ نمودار تغییرات دوتایی (الف) Cr، (ب) Sc، (پ) CaO و (ت) TiO_2 نسبت به MgO و نیز (ث) Y و (ج) TiO_2 نسبت به Zr.

ویژگی‌های خاستگاه گوشته‌ای آمفیبولیت‌ها

برای تعیین ویژگی‌های خاستگاه سنگ اولیه آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس از مقدار عناصر کمیاب موجود در ترکیب این سنگ‌ها استفاده شد. در این مورد، نسبت‌های عناصر ناسازگاری چون Zr، Ti، Nb و Y که در طی فرآیندهای تبلور جدایشی، ذوب‌بخشی و نیز تغییرات ثانویه ثابت باقی می‌مانند (مانند [۴۴]) در شناسایی ویژگی‌های سنگ خاستگاه می‌تواند مفید باشد [۳۵]. در نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb [۴۵]، نمونه‌های اپیدوت آمفیبولیت کاملاً بر روند اسپینل لرزولیت و نمونه‌های آمفیبولیتی در کنار این روند واقع هستند (شکل ۹ الف). از اینرو، به نظر می‌رسد که نمونه‌های مورد بررسی با روند ذوب‌بخشی اسپینل پریدوتیت‌ها همخوانی بیشتری داشته باشند. براساس این نمودار، ترکیب سنگ خاستگاه سنگ‌های مورد بررسی در گستره گوشته غنی‌شده با ترکیب اسپینل لرزولیت و با درجه ذوب بخشی کم (کمتر از ۵٪) بدست آمد.

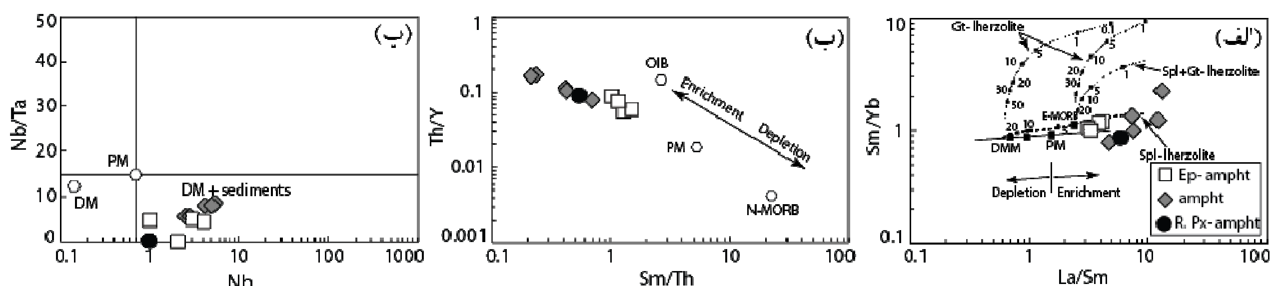
پایین بودن نسبت Zr/Y در آمفیبولیت‌ها (۱/۲ – ۰/۹۰) و اپیدوت آمفیبولیت‌ها (۱/۰۰ – ۰/۷۰) می‌تواند بیانگر نبود گارنت در ترکیب سنگ خاستگاه باشد [۲۴]. این ویژگی با الگوی به نسبت مسطح HREE (شکل‌های ۶ الف و ب) و نسبت $(LREE/HREE)_N$، میانگین مجموع عناصر خاکی نادر سبک به میانگین مجموع عناصر خاکی نادر سنگین، نزدیک به یک (۱/۲۹ – ۱/۰۴ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و ۱/۸۸ – ۰/۸۸ برای آمفیبولیت‌ها) همخوانی دارد. همچنین نمونه‌های مورد بررسی در مقایسه با NMORB دارای مقادیر بالاتری از نسبت Th/Y (۰/۱۷ – ۰/۰۸ برای آمفیبولیت‌ها و ۰/۰۹ – ۰/۰۶ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها) و مقادیر کمتری از نسبت Sm/Th (۰/۷۰ – ۰/۲۱ برای آمفیبولیت‌ها و ۱/۵۱ – ۱/۰۳ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها) در ترکیب خود هستند (شکل ۹ ب). این امر می‌تواند نشاندهنده غنی‌شدگی خاستگاه گوشته‌ای ناشی از برهمکنش گوشته تهی‌شده با سیال‌های و یا رسوب‌های فرورنده به درون گوشته در اثر فرورانش باشد [۴۳]. این ویژگی در نمودار Nb/Ta نسبت به Nb [۴۶] نیز بخوبی دیده می‌شود (شکل ۹ پ). در این نمودار، آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس در گستره گوشته تهی‌شده همراه با رسوب‌های فرورانده شده به درون گوشته قرار دارند.

محیط زمین‌ساختی سنگ اولیه آمفیبولیت‌ها

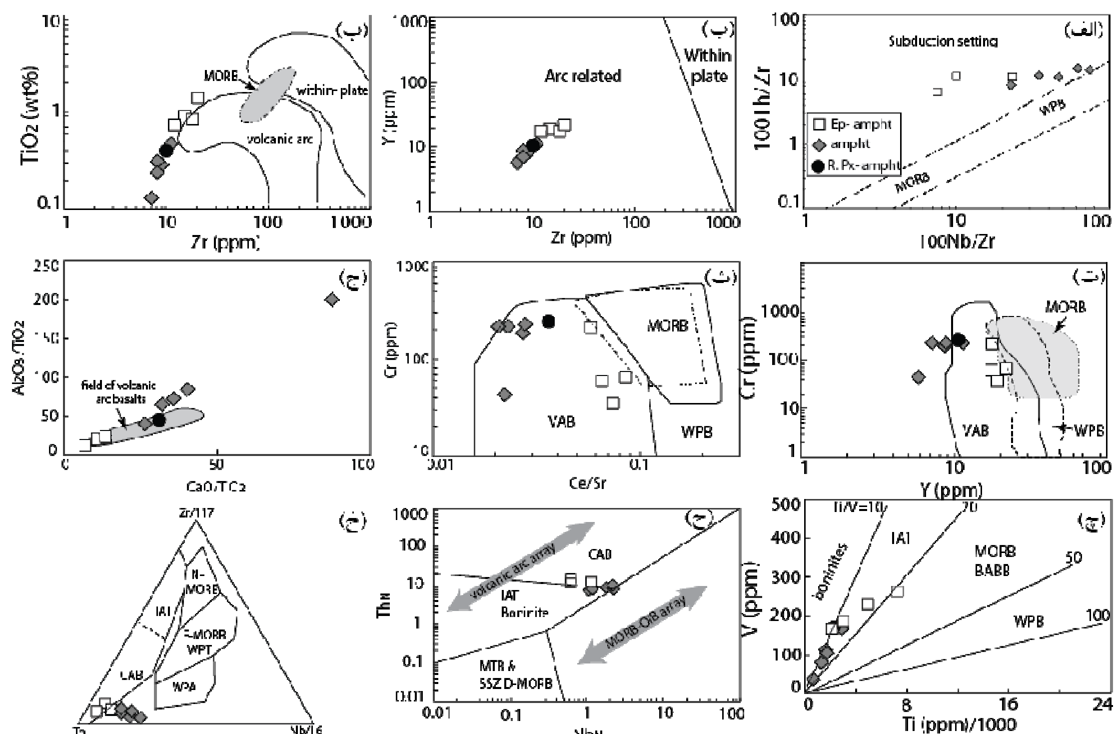
از آنجا که عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Zr، Hf، Nb، Ta، Y و Ti طی دگرسانی و دگرگونی اغلب به صورت غیر متحرک هستند [۴۲]، با استفاده از آنها برای تعیین ویژگی‌های محیط زمین‌ساختی تشکیل آمفیبولیت‌های مورد بررسی نتایج بهتری بدست می‌آید (شکل ۱۰). غنی‌شدگی LREEها همراه با ویژگی‌های دیده شده در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به N-MORB چون غنی‌شدگی LILEها در مقایسه با HFSEها و ناهنجاری منفی Nb و Zr (به ویژه برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها) شباهت بسیاری به قوس‌های آتشفشانی دارد. شباهت الگوهای نمونه‌های مورد بررسی با

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]

میانگین ترکیب بازالت‌های جزایر قوسی [۲۸]، (شکل‌های ۶ پ و ت) نیز می‌تواند تأییدی بر این امر باشد. در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه نیز چنین شباهتی بین آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس و بازالت‌های جزایر قوسی [۲۹] (شکل‌های ۶ ث و ج) دیده می‌شود. همچنین، مقادیر بالای نسبت‌های Th/Yb (۱٫۲ – ۰٫۷ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و ۹٫۷ – ۱٫۱۳ برای آمفیبولیت‌ها)، Ba/Nb (۲۳٫۳۳ – ۱۳٫۳۳ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و ۵۳٫۹۳ – ۱۱٫۹۲ برای آمفیبولیت‌ها)، Zr/Nb (۱۳٫۳۳ – ۴٫۲۹ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و ۴٫۴ – ۱٫۳۵ برای آمفیبولیت‌ها) و Sr/La (۳۶٫۸۸ – ۲۶٫۹۹ برای اپیدوت آمفیبولیت‌ها و ۸۶٫۱۳ – ۵۵٫۲۷ برای آمفیبولیت‌ها) و مقادیر پایین نسبت‌های Nb/La (۰٫۵۶ – ۰٫۲۱ اپیدوت آمفیبولیت‌ها و ۱٫۷۳ – ۰٫۸۳ برای آمفیبولیت‌ها) و Ta/La (۰٫۱۳ – ۰٫۰۵ اپیدوت آمفیبولیت‌ها و ۰٫۲۱ – ۰٫۱۰ آمفیبولیت‌ها) با ویژگی‌های پهنه‌های فرورانشی همخوانی دارد [۴۷،۲۶]. در نمودار Th/Zr نسبت به Nb/Zr [۴۸]، این ویژگی به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۱۰ الف).



شکل ۹ (الف) نمودار Sm/Yb نسبت به La/Sm [۴۵]. که براساس آن، نمونه‌های مورد بررسی با روند اسپینل لرزولیت همخوانی دارند. (ب) نمودار Th/Yb نسبت به Sm/Th [۴۳] (پ) نمودار Nb/Ta نسبت به Nb [۴۶].



شکل ۱۰ نمودارهای تفکیک محیط زمین ساختی برای آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس: (الف) نمودار Th/Zr نسبت به Nb/Zr [۴۸]، (ب) نمودار Y نسبت به Zr [۴۹]، (پ) نمودار TiO_2 نسبت به Zr [۵۰]، (ت) نمودار Cr نسبت به Y [۵۰]، (ث) نمودار Cr نسبت به Ce/Sr، [۵۰]، (ج) نمودار Al_2O_3/TiO_2 نسبت به CaO/TiO_2 [۵۱]، (چ) نمودار V نسبت به Ti [۵۲]، (ح) نمودار Th_N نسبت به Nb_N [۵۳] و (خ) نمودار مثلثی Zr/117-Th-Nb/16 [۵۴].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]

همچنین در نمودار Y نسبت به Zr [۴۹]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره بازالت‌های وابسته به قوس واقع هستند (شکل ۱۰ ب). براساس نمودارهای TiO_2 در برابر Zr، Cr نسبت به Y و Cr نسبت به Ce/Sr [۵۰] و نمودار Al_2O_3/TiO_2 نسبت به CaO/TiO_2 [۵۱]، آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس نیز در گستره بازالت‌های قوس‌های آتشفشانی و یا در نزدیکی این گستره واقع هستند (شکل‌های ۱۰ پ، ث و ج). بر پایه نمودار Ti نسبت به V [۵۲]، همه نمونه‌های مورد بررسی در گستره تولئیت‌های جزایر قوسی قرار دارند (شکل ۱۰ چ). این در حالی است که در نمودار Th_N نسبت به Nb_N [۵۳]، آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس در مرز بین بازالت آهکی قلیایی (CAB) و تولئیت جزایر قوسی (IAT) واقع هستند (شکل ۱۰ ح) و در نمودار مثلثی Zr/117-Th-Nb/16 [۵۴] در گستره CAB قرار دارند (شکل ۱۰ خ).

برداشت

آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس به صورت دو توده به نسبت کوچک با ترکیب اپیدوت آمفیبولیت (توده پیرامون روستای آباتی) و آمفیبولیت (توده پیرامون روستای اوربان) رخنمون دارند. بر پایه روابط شیمی سنگ کل، سنگ مادر آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس از نوع سنگ‌های بازی با ماهیت نیمه قلیایی (آهکی قلیایی تا تولئیتی) است. ماگمای بوجود آورنده این سنگ‌ها اولیه نبوده و طی صعود و جایگیری دچار تبلور جدایشی و آلایش پوسته‌ای شده است.

با توجه به نتایج این پژوهش، آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس در محیط زمین ساختی وابسته به فرورانش تشکیل شده‌اند. فاستر [۵۵] افیولیت‌ها و آمفیبولیت‌های خوی، ماکو، ارومیه و اشنویه را با در نظر گرفتن سن کرتاسه پسین به عنوان یک پهنه افیولیتی واحد در برخوردگاه سه‌گانه صفحه عربی، ترکیه، ایران- قفقاز کوچک در نظر گرفته است (شکل ۱۱). تاکنون پژوهش‌های بسیاری پیرامون شیمی سنگ کل آمفیبولیت‌های شمال غرب ایران انجام شده است (مانند بررسی مؤذن [۵۶] بر آمفیبولیت‌های قوشچی، [۴، ۵۷-۶۱] و بر آمفیبولیت‌های سیه‌چشمه [۶۲]). نتایج بررسی‌های مختلف بر سنگ مادر آمفیبولیت‌های خوی تا حدی متناقض بوده و محیط‌های زمین‌ساختی مختلفی چون OIB و قوس‌های آتشفشانی برای این سنگ‌ها تعیین شده است. این در حالی است که آمفیبولیت‌های غرب قوشچی و سیه‌چشمه مانند آمفیبولیت‌های مورد بررسی ویژگی‌های جایگاه زمین‌ساختی قوس‌های آتشفشانی را از خود نشان می‌دهند.

سن سنگ مادر و زمان دگرگونی آمفیبولیت‌های رخنمون یافته در شمال غرب ایران بخوبی مشخص نیست. تا کنون سن سنجی‌های متعددی بر آمفیبولیت‌های خوی انجام شده است. [۶۰] تشکیل سنگ اولیه را به اواخر کرتاسه و دگرگونی را به ائوسن پسین نسبت داده‌اند. بر اساس نتایج سن‌سنجی U-Pb زیرکن [۶۱] بر مجموعه دگرگونی خوی، سنگ مادر آمفیبولیت‌های خوی به پروتروزوئیک نسبت داده شده است. البته، بر اساس نتایج سن‌سنجی Rb- Sr بر هورنبلند و فلدسپار موجود در آمفیبولیت‌های خوی [۶۱] و نیز سن‌سنجی $^{40}Ar/^{39}Ar$ بر هورنبلندهای موجود در آمفیبولیت‌های خوی [۶۳]، دگرگونی این مجموعه همزمان با بسته شدن حوضه خوی صورت گرفته است.

با توجه به بررسی‌های صحرایی، آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس بویژه پیرامون روستای اوربان توسط رسوب‌های میوسن (شامل سازند قم و کنگلومرای قاعده‌ای) با مرز ناپیوسته و بصورت پیشرونده پوشیده شده و تعیین سن نسبی این مجموعه بر اساس روابط صحرایی مشکل است. هرچند سن آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس براساس نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سلماس به کرتاسه پسین- پالئوسن نسبت داده شده است [۱۵]. با فرض سن کرتاسه پسین- پالئوسن برای آمفیبولیت‌های مورد بررسی و با توجه به نتایج این پژوهش، می‌توان آن‌ها را به عنوان قوس آتشفشانی پوسته اقیانوسی نئوتتیس در نظر گرفت. با این حال، سن سنگ‌های مورد بررسی و همچنین ارتباط آن با واحدهای دیگر و نیز مجموعه‌های آمفیبولیتی رخنمون یافته در شمال غرب ایران بخوبی مشخص نیست. بنابراین، امکان ارائه دقیق الگوی زمین ساختی ماگمایی برای این سنگ‌ها وجود ندارد و ارائه الگوی زمین دینامیکی دقیق در رابطه با چگونگی تشکیل آمفیبولیت‌های شمال غرب سلماس نیازمند بررسی‌های دقیق سن‌سنجی و نیز تعیین نسبت‌های ایزوتوپی است.

مراجع

[1] Bucher K., Frey M., "*Petrogenesis of Metamorphic Rocks (6th edn)*", Springer Verlag: Berlin, 1994; p 318.

[2] Munyanyiwa H., Hanson R. E., Blenkinsop T. G., Treloar P. J., *"Geochemistry of amphibolites and quartzofeldspathic gneisses in the Pan-African Zambezi belt, northwest Zimbabwe: evidence for bimodal magmatism in a continental rift setting",* Precambrian Research 81 (3) (1997) 179-196.

[3] Zhou Y., Zhao T., Sun Q., Zhai M., *"Geochronological and geochemical constraints on the petrogenesis of the 2.5-2.6 Ga amphibolites, low- and high-Al TTGs in the Wangwushan area, southern North China Craton: Implications for the Neoarchean crustal evolution"*, Precambrian Research 307 (2018) 93-114.

[4] Faridazad M., Moayyed M., Modjtahedi M., Moazzen M., *"Petrology and petrogenesis of Amphibolitic rocks of the Khoy ophiolitic complex-NW Iran"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18 (2) (2010) 233-246.

[5] Balaghi Einalou M., Sadeghian M., Ghasemi H., "*Mineralogy, geochemistry and thermobarometry of garnet-amphibolites in Delbar metamorphic complex, Biarjmand (Southeast of Shahrood)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 23 (3) (2015) 479-494.

[6] Javanmard M. R., Nasrabady M., Gholizadeh, K., *"Mineralogy, geochemistry and tectonic setting of metabasites from Gasht metamorphic complex (west Rasht)"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24 (2) (2016) 243-258.

[7] Zhu C. Y., Zhao G., Sun M., Eizenhöfer P. R., Liu Q., Zhang X., Han Y., Hou W., *"Geochronology and geochemistry of the Yilan greenschists and amphibolites in the Heilongjiang complex, northeastern China and tectonic implications",* Gondwana Research 43 (2017), 213-228.

[8] Ahmadi khalaji A., Safarzadeh M., Tahmasbi Z., Sepahvand F., Zarei Sahamieh R., *"Mineral chemistry, Geohemistry and mineral chemistry of the amphibolites in the northeast of Dorud (Lorestan province)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 25 (1) (2017) 95-110.

[9] Hajighorbani S., Nasrabady M., Jamshidibadr M., Davoudi Z., *"Mineralogy, geochemistry and tectonic setting of amphibolites from Mahmoudabad metamorphic complex (SE Shahindezh)",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26 (3) (2018) 733-750.

[10] Hosseini S. M., Davoudian Dehkordi A., Shabanian Borojeni N., Azizi H., *"Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of protolith of amphibolites from the North east of Yan-Cheshmeh, South east of Zayandeh-rud lake"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 27 (1) (2019) 19-30.

[11] Pearce J. A., *"Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts"*, Journal of Petrology 17 (1) (1976) 15-43.

[12] Farahat E. S., *"Geotectonic significance of Neoproterozoic amphibolites from the Central Eastern Desert of Egypt: A possible dismembered sub-ophiolitic metamorphic sole",* Lithos 125 (1) (2011) 781-794.

[14] Whitney D., B. Evans, "*Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals",* American Mineralogist. 95 (2010) 185-187.

[14] Emami M. H., Sadeghi M. M., Omrani S. J., *"Magmatic map of Iran, 1/1000000"*, Geological Survey of Iran (1993).

[15] Khodabandeh A. A., Soltanni G. A., Sartipi A. H., Emami M. H., *"Geological map of Iran, 1:100,0 ۰۰series sheet Salmas"*, Geological Survey of Iran, Tehran (2002).

[16] Polat A., Hofmann A. W., *"Alteration and geochemical patterns in the 3.7–3.8 Ga Isua greenstone belt, West Greenland"*, Precambrian Research 126 (3) (2003) 197-218.

[17] Kakar M., Mahmood K., Khan M., Plavsa D., "*Petrology and geochemistry of amphibolites and greenschists from the metamorphic sole of the Muslim Bagh ophiolite (Pakistan): implications for protolith and ophiolite emplacement",* Arabian Journal of Geosciences 8 (2015) 6105–6120.

[18] Leake B. E., *"The Chemical Distinction Between Ortho- and Para-amphibolites",* Journal of Petrology 5 (2) (1964) 238-254.

[19] Winchester J. A., Park R. G., Holland J. G., *"The geochemistry of Lewisian semipelitic schists from the Gairloch District ،Wester Ross",* Scottish Journal of Geology 16 (2-3) (1980) 165-179.

[20] Winchester J. A., Floyd P. A., *"Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]

[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]

and Sr–Nd isotopic evidence from post-collisional mafic–ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China", Chemical Geology 157 (1) (1999) 119-146.

[31] Gill J. B., *"Orogenic Andesites and Plate Tectonics"*, Springer Verlag: Berlin (1981) 390.

[32] Hofmann A. W., Jochum K. P., Seufert M., White W. M., *"Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution"*, Earth and Planetary Sciencce Letters 79 (1986) 33-45.

[33] Sorensen S. S., Grossman J. N., Perfit M. R., *"Phengite-hosted LILE Enrichment in Eclogite and Related Rocks: Implications for Fluid-Mediated Mass Transfer in Subduction Zones and Arc Magma Genesis"*, Journal of Petrology 38 (1) (1997) 3-34.

[34] Miller D. M., Goldstein S. L., Langmuir C. H., *"Cerium/lead and lead isotope ratios in arc magmas and the enrichment of lead in the continents",* Nature 368 (6471) (1994) 514-520.

[35] Lee K. S., Chang H. W., *"Geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic systematics of the Ogcheon amphibolites from the central Ogcheon Belt, Korea: Implication for the source heterogeneity",* Geochemical Journal 31 (4) (1997) 223-243.

[36] Stern R. A., Syme E. C., Lucas S. B., *"Geochemistry of 1.9 Ga MORB- and OIB-like basalts from the Amisk collage, Flin Flon Belt, Canada: Evidence for an intra-oceanic origin"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 59 (15) (1995) 3131-3154.

[37] Rudnick R. L., Fountain D. M., *"Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective"*, Reviews of Geophysics 33 (1995) 267-309.

[38] Zhao J. H., Zhou M. F., *"Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle"*, Precambrian Research 152 (1) (2007) 27-47.

[39] Gaetani G. A., *"The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus",* Contributions to Mineralogy and Petrology 147 (5) (2004) 511-527.

[40] Downes H., Seghedi I., Szakacs A., Dobosi G., James D. E., Vaselli O., Rigby I. J., Ingram G. A., Rex D., Pecskay Z., *"Petrology and geochemistry of late Tertiary/Quaternary mafic*

immobile elements", Chemical Geology 20 (1977) 325-343.

[21] Floyd P. A., Winchester J. A., *"Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements",* Earth and Planetary Science Letters 27 (2) (1975) 211-218.

[22] Miyashiro A., *"Volcanic rock series in island arcs and active continental margins"*, American Journal of Science 274 (4) (1974) 321-355.

[23] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F., *"Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th–Co Discrimination Diagram"*, Journal of Petrology 48 (12) (2007) 2341-2357.

[24] Dong Y., Ge W. C., Yang H., Liu X. W., Bi J. H., Ji Z., Xu W. L., *"Geochemical and SIMS U-Pb rutile and LA–ICP–MS U-Pb zircon geochronological evidence of the tectonic evolution of the Mudanjiang Ocean from amphibolites of the Heilongjiang Complex, NE China",* Gondwana Research 69 (2019) 25-44.

[25] Wang W. L., Aitchison J. C., Lo C. H., Zeng Q. G., *"Geochemistry and geochronology of the amphibolite blocks in ophiolitic mélanges along Bangong-Nujiang suture ،central Tibet. Journal of Asian Earth Sciences"* 33 (1), (2008), 122-138.

[26] Cai Y., Wang Y., Cawood P. A., Fan W., Liu H., Xing X., Zhang Y., *"Neoproterozoic subduction along the Ailaoshan zone, South China: Geochronological and geochemical evidence from amphibolite"*, Precambrian Research 245, (2014), 13-28.

[27] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes"*, Geological Society, London, Special Publications, 42 (1) (1989) 313-345.

[28] Lázaro C., Blanco-Quintero I. F., Marchesi C., Bosch D., Rojas-Agramonte Y., García-Casco A., *"The imprint of subduction fluids on subducted MORB-derived melts (Sierra del Convento Mélange, Cuba)"*. Lithos 126 (3), (2011), 341-354.

[29] Zheng Y. F., "*Subduction zone geochemistry*", Geoscience Frontiers 10 (4), (2019), 1223-1254.

[30] Jahn B. M., Wu F., Lo C.-H., Tsai C. H., *"Crust–mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust: geochemical*

[51] Sun S.-S., Nesbitt R. W., *"Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts"*, Geology 6 (11) (1978) 689-693.

[52] Shervais J. W., "*Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas*", Earth and Planetary Sciencce Letters 59 (1982), 101-118.

[53] Saccani E., *"A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics"* Geoscience Frontiers 6 (4) (2015) 481-501.

[54] Wood D. A., *"The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province",* Earth and Planetary Sciencce Letters 50 (1980) 11-30.

[55] Förster H., "*Mesozoic–Cenozoic metallogenesis in Iran"*, Journal of the Geological Society 135 (4) (1978) 443-455.

[56] Moazzen M., *"Protolith nature and tectonomagmatic features of amphibolites from the Qushchi Area, West Azerbaijan, NW Iran"* Bulletin Of The Mineral Research and Exploration 149 (2014) 139-152.

[57] Moazzen M., Oberhansli R., *"Whole rock and relict igneous clinopyroxene geochemistry of ophiolite-related amphibolites from NW Iran – Implications for protolith nature"*, N. Jb. Miner. Abh. 185(1) (2008) 51-62.

[58] Azizi H., Moinevaziri H., Noghreayan M., *"Geochemistry of metabasites rocks in the north of Khoy",* Journal of Sciece (in Farsi) 15 (2002) 1-20.

[59] Azizi H., Moinvaziri H., Smaeili K., *"Geothermobarometry and determination type of metamorphism in the amphibolites of the north and north- west of Khoy on the basis of amphibole chemistry"*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 11 (2) (2003) 149-163.

[60] Azizi H., Moinevaziri H., Mohajjel M., Yagobpoor A., *"PTt path in metamorphic rocks of Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous- Tertiary continental collision"*, Journal of Asian Earth Siences 27 (2006) 1-9.

[61] Azizi H., Chung S. L., Tanaka T., Asahara Y., *"Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: A significant alkaline volcanism in Romania"*, Lithos 35 (1) (1995) 65-81.

[41] Jenner G. A., Cawood P. A., Rautenschlein M., White W. M., *"Composition of back-arc basin volcanics, Valu Fa Ridge, Lau Basin: Evidence for a slab-derived component in their mantle source",* Journal of Volcanology and Geothermal Research *32* (1) (1987) 209-222.

[42] Pearce J. A., Norry M. J., *"Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 33-47.

[43] Li Y., Brouwer F. M., Xiao W., Wang K.L., Lee Y.H., Luo B., Su Y., Zheng J., *"Subduction-related metasomatic mantle source in the eastern Central Asian Orogenic Belt: Evidence from amphibolites in the Xilingol Complex, Inner Mongolia, China"*, Gondwana Research 43(2017) 193-212.

[44] Langmuir C. H., Vocke R. D., Hanson G. N., Hart S. R., *"A general mixing equation with applications to Icelandic basalts",* Earth and Planetary Science Letters 37 (3) (1978) 380-392.

[45] Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirwali M. F., Mitchel J. G., *"Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey",* Journal of Volcanology and Geothermal Research 102 (2000) 67-95.

[46] Caulfield J. T., Turner S. P., Dosseto A., Pearson N. J., Beier C., *"Source depletion and extent of melting in the Tongan sub-arc mantle",* Earth and Planetary Science Letters 273 (3) (2008) 279-288.

[47] Pearce J. A., *"Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust",* lithos 100 (2008) 14-48.

[48] Pearce J. A., *Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margines.In: Continental basalts and mantle xenoliths (eds)*. Nantwich UK Shiva: 1983.

[49] Müller D., Groves D., "*Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization"*, 2nd edn, Springer, Berlin, Heidberg, New York. 1997.

[50] Pearce J. A., "*Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*", Thorpe RS (ed) Andesites. John Wiley and sons: New York (1982).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1400.29.2.5.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.29.2.329]

[63] Ghazi A. M., Pessagno E. A., Hassanipak A. A., Kariminia S. M., Duncan R. A., Babaie H. A., *"Biostratigraphic zonation and 40Ar–39Ar ages for the Neotethyan Khoy ophiolite of NW Iran"*, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 193 (2) (2003) 311-323.

revision of the formation age and magma source", Precambrian Research 185 (3) (2011) 87-94.

[62] Hajialioghli R., Fakharinezhad H., Moazzen M., *"Petrology and geochemistry of amphibolites from Southeast of Siyah- Cheshmeh, NW Iran"* Geosciences 25 (2016) 111-122.